

# Tectoniques superposées et morphologie glaciaire

par Nicolas OULIANOFF

---

(Communication présentée à l'Assemblée générale à St-Martin  
le 21 juillet 1935)

---

Il est tout à fait clair que la morphologie d'un pays montagneux dépend grandement de sa structure tectonique. Les cours d'eau et les glaciers suivent les synclinaux à axes inclinés ou les zones dont la résistance à l'érosion est affaiblie par des failles.

La morphologie de régions jeunes s'explique ainsi facilement. Cependant, dans la plupart des cas, de nombreux facteurs viennent encore compliquer l'évolution de la morphologie.

Dans la présente note, je voudrais insister particulièrement sur un de ces facteurs qui, dans les Alpes, joue un rôle très grand et qui est, il faut le reconnaître, encore fort peu connu.

J'entends ici le phénomène de « tectoniques superposées » <sup>1</sup>, <sup>2</sup>.

Les Alpes actuelles doivent leur existence à une orogénèse récente qui a mis en mouvement, au Tertiaire, les masses de sédiments accumulées dès le début du Trias, c'est-à-dire pendant une période plus ou moins tranquille, sans mouvements orogéniques. Mais pendant la formation des Alpes, le soubassement des couches triasiques a été pris, lui aussi, dans les déplacements gigantesques des volumes rocheux.

Cependant, ce substratum, étant déjà plissé antérieurement, ne présentait pas un bloc homogène susceptible de suivre docilement chaque déplacement, chaque pression.

Le Primaire a été plissé au moins trois fois <sup>3</sup> avant la sédimentation triasique et chacun de ces trois plissements a laissé

des traces profondes dans sa structure. Ce bloc est donc un complexe de zones anticlinales et synclinales, créées par les anciens plissements.

Répondant à la pression orogénique alpine, le substratum se cassait en lames limitées par des surfaces parallèles aux axes des anticlinaux alpins. Mais, dans les limites de ces lames, diverses zones anciennes réagissaient différemment. Souvent les zones plus compactes, plus consolidées (principalement les zones des anciens anticlinaux), étaient poussées plus en avant que les zones faibles, les zones à matériel plus tendre, matériel servant facilement comme lubrifiant. Mais les zones à matériel tendre n'étaient pour la plupart, que des zones de synclinaux antétriasiques.

C'est ainsi que s'est réalisé dans le vieux substratum le phénomène de rajeunissement, de reformation des anciens synclinaux. N'oublions pas davantage que l'orientation de ces anciens synclinaux est, pour la plupart, Nord-Sud à N-30°-E, tandis que les plis alpins sont orientés NE-SW (en moyenne). Cependant, lors du plissement alpin, le substratum antétriasique a été recouvert par une épaisseur considérable de sédiments du Secondaire et du Tertiaire.

Il est évident que ce matériel poussé vers le Nord-Ouest ne laissait pas les anciens synclinaux rajeunis sans les combler.

Ainsi se sont formés les synclinaux à matériel alpin (du Secondaire et du Tertiaire) mais ayant une orientation hercynienne.<sup>4</sup>

Un des plus beaux exemples de cette espèce de formation tectonique est présenté par le synclinal qui moule, dans le Val Ferret Suisse, le massif du Mont-Blanc. Ce synclinal à matériel alpin accuse la direction hercynienne.

Cependant il ne faut pas oublier que les vagues alpines poussées vers le Nord-Ouest pouvaient avoir une gigantesque puissance quant aux volumes mis en mouvement. Dans ce cas, si les parties inférieures des masses mouvantes servaient, par places, à combler les synclinaux hercyniens rajeunis, le déferlement des parties supérieures redressait l'axe des plis et lui rendait à nouveau la direction nord-est.

L'érosion torrentielle ou glaciaire dépend ainsi des conditions qui varient au fur et à mesure que des niveaux de plus en

plus profonds sont attaqués. L'étude détaillée des tectoniques (et pas seulement de la tectonique la plus récente) donne la clé de la morphologie actuelle.

Voici quelques exemples d'analyses morphologiques faites à la lumière des études tectoniques.

Deux importants glaciers du massif du Mont-Blanc, celui du Tour et celui d'Argentière, sont actuellement tributaires du bassin de l'Arve. P. Corbin et N. Oulianoff<sup>3, 4, 7</sup> ont démontré qu'autrefois ces deux glaciers se déversaient dans la vallée du Rhône passant par les vallées de l'Eau Noire et du Trient, suivant deux synclinaux de Carbonifère, rajeunis pendant le plissement alpin et comblés du matériel jeune (Secondaire et Tertiaire).

Peu à peu le matériel alpin était enlevé par l'érosion. Le Carbonifère et surtout le cristallin présentaient une résistance considérable à l'érosion et peu à peu les deux glaciers ont pris une autre direction d'écoulement, le long de la vallée de l'Arve, caractérisée par une grande accumulation de matériel alpin.

Comme second exemple, prenons le glacier de Saleinaz. Pendant un stade assez récent ce glacier descendait, à partir de Praz de Fort, le long du Val Ferret vers Orsières. Cette direction est nettement hercynienne, quoiqu'elle corresponde à l'axe du synclinal à matériel alpin. Mais l'ancien glacier de Saleinaz avait son lit orienté tout autrement. Il se dirigeait vers Champdonne dans le Val d'Entremont en traversant le Val Ferret qui à cette époque n'existait pas encore. Cette direction de l'ancien lit au glacier de Saleinaz est celle des axes des plis franchement alpins. L'examen des roches dans lesquelles est taillée la crête séparant la Dranse de Ferret de celle d'Entremont montre que la direction alpine est profondément marquée même dans les roches qui font partie des plis orientés suivant la direction hercynienne<sup>1</sup>. Il est évident que tectoniquement le substratum hercynien influence tout particulièrement les parties profondes du matériel alpin. Par contre, dans les parties supérieures cette influence s'évanouit de plus en plus et ce n'est alors que l'orogénèse alpin qui détermine la distribution, dans l'espace, des éléments tectoniques tels que les synclinaux et les anticlinaux. Un de ces synclinaux alpins à direction alpine a été suivi par l'ancien glacier de Saleinaz qui rencontrait, au niveau de Champdonne le glacier de Valsorey.

A la jonction des deux glaciers des masses gigantesques de matériel détritique passaient dans les crevasses formant ainsi une moraine de fond imposante.

Mais au fur et à mesure que le fond du glacier de Saleinaz s'abaissait la direction hercynienne du Val Ferret s'affirmait de plus en plus nettement. Ainsi se sont établies d'abord une diffluence et ensuite la canalisation totale du glacier de Saleinaz le long du Val Ferret.

Déplaçons-nous, pour chercher le troisième exemple, dans la région du glacier d'Aletsch, plus précisément dans celle où se trouvent le Riederfurka et le lac de Maerjelen.

L'examen de la carte fait surgir de nombreuses questions concernant la morphologie de ces endroits. Pour le moment je n'en veux formuler que trois :

1. Pourquoi le glacier d'Aletsch coulant au Sud-Est change-t-il brusquement sa direction au niveau du lac de Maerjelen pour emprunter la direction Sud-Ouest ?

2. Pourquoi le glacier de Fiesch qui, dans sa partie moyenne, coule au Sud-Ouest, tourne-t-il brusquement pour descendre en cascade vers le Rhône ?

3. Enfin, comment le vallon de Maerjelen, qui détermine l'existence du lac de ce nom, s'est-il formé ?

Pour répondre à ces questions un examen sur place, examen morphologique, étayé d'une étude géologique, s'est montré nécessaire. J'ai eu le grand plaisir de visiter cette région, en été 1935, en compagnie de M. le Recteur Ign. Mariétan, président de la « Murithienne ». Qu'il veuille recevoir ici l'expression de ma sincère gratitude.

La direction de l'arête Riederfurka-Bettmerhorn-Eggishorn est celle des plis alpins. Mais l'analyse de la composition lithologique de cette crête montre que l'ancienne structure ne concorde pas avec celle qu'a imposée l'orogénèse alpin. Des lignes directrices de l'ancienne tectonique sont orientées N-30°-E, c'est-à-dire qu'elles coupent la direction alpine à un angle de 15° environ. Pourquoi alors le glacier d'Aletsch n'a-t-il pas profité de la direction N-30°-E, et ceci d'autant plus que, dans le complexe des schistes cristallins, il ne manque pas de zones assez tendres comme composition lithologique ?

Le cristallin, pendant le plissement alpin, a été coupé en lames gigantesques limitées par des zones de friction, d'écrasement, de mylonitisation. La puissance de ces zones atteint par endroits plusieurs centaines de mètres.

J'ai constaté une de ces zones, et notamment très puissante, dans le vallon de Maerjelen. Son orientation est celle de la partie inférieure du glacier d'Aletsch. Au Sud et au Nord, elle est flanquée de zones plus saines, plus compactes, moins touchées par la mylonitisation. Ceci explique pourquoi le glacier d'Aletsch a été obligé de tourner vers le Sud-Ouest ne pouvant pas se creuser un passage à travers les masses compactes de l'Eggishorn<sup>5</sup>.

Ceci explique aussi l'emplacement du vallon de Maerjelen. Mais ce vallon a été anciennement occupé par un glacier. Les moraines, les stries glaciaires le témoignent nettement. Elles donnent même l'indication de la direction suivant laquelle s'écoulaient les glaces, qui remplissaient autrefois le vallon de Maerjelen. Cet écoulement s'effectuait du Nord-Est vers le Sud-Ouest c'est-à-dire vers le glacier d'Aletsch et non pas inversement. Ainsi le vallon de Maerjelen n'était pas, comme on l'admettait généralement<sup>6</sup>, un bras du grand glacier d'Aletsch se déversant dans la vallée de Fiesch, mais, au contraire, un affluent du glacier d'Aletsch. Les stries glaciaires indiquent indubitablement que cet affluent était le glacier de Fiesch, qui coulait le long de la zone de mylonitisation, zone que continuent à suivre jusqu'à nos jours la partie inférieure du glacier d'Aletsch et la partie moyenne du glacier de Fiesch.

Le stade actuel du glacier de Fiesch résulte d'une capture de ce glacier par une érosion régressive très active du torrent de Fiesch.

Nous nous arrêtons là pour ne pas augmenter le nombre d'exemples. Ceux que j'ai donnés plus haut suffisent amplement pour montrer combien profonde et décisive est l'influence de la tectonique des formations anciennes, de l'infrastructure, sur la morphologie actuelle même dans les régions aussi jeunes que nos Alpes.

## BIBLIOGRAPHIE

- <sup>1</sup> *Oulianoff Nicolas.* — Morphologie glaciaire dans les régions à tectoniques superposées. « *Eclogae geol. Helvetiae* » vol. 28 (1935) p. 33.
  - <sup>2</sup> *Corbin Paul et Oulianoff Nicolas.* — Influence de la structure tectonique sur la capture des glaciers. *Bull. Soc. géol. de France.* T. I (1931) p. 237.
  - <sup>3</sup> *Oulianoff Nicolas.* — Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. « *Guide géologique suisse* », publié par la Société géol. suisse, 1934, p. 121.
  - <sup>4</sup> *Corbin Paul et Oulianoff Nicolas.* — Le glacier du Tour ancien tributaire du glacier du Rhône. *Bull. Soc. géol. de France.* T. XXIX (1929) p. 147.
  - <sup>5</sup> *Oulianoff Nicolas.* — Raisons tectoniques de l'origine du lac de Maerjelen. *Bull. Soc. vaudoise des Sc. nat.* Vol 58, No 239, 1936.
  - <sup>6</sup> *Lütschg O.* — *Der Maerjelsee*, 1915.
  - <sup>7</sup> *Oulianoff Nicolas.* — Le Rhône valaisan et l'Arve en lutte pour la possession des glaciers. VIII<sup>me</sup> Congrès du Rhône. Lausanne 1934, p. 145.
-